УДК 550.831+550.312

Об особенностях 4D гравитационного мониторинга геологической среды

© *Ю. И. Дубовенко, О. А. Черная, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 17 декабря 2010 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Визначено поняття та особливості 4D гравітаційного моделювання. Обробку його даних на коротких профілях запропоновано проводити за співвідношенням зі швидкоспадними ядрами, а варіації поля через вплив малоінтенсивних геофізичних факторів ураховувати за методикою Двуліта.

A notion and peculiarities of 4D gravity monitoring are defined. Its data processing on the short profiles is suggested to execute by the given expressions with fast decaying cores, and gravity fluctuations due to impact of low-intensity geophysical factors should be taken into account by the Dvulit's techniques.

К обоснованию мониторинга. На фоне очевидного глобального технологического прогресса в условиях экономического спада на количество, методику и возможности осуществления крупномасштабных геофизических работ влияют две тенденции. С одной стороны, возросшая точность и производительность гравиметрических съемок (этот метод при приемлемой точности остается недорогим поисково-разведочным решением в общем комплексе геофизических исследований вследствие совершенствования аппаратуры и топогеодезического обеспечения — систем GPS). С другой стороны, заметно резкое снижение объема измерений.

Первое повлекло за собой необходимость пересмотра методов обработки полученных данных, в частности более точный учет поправок Буге [Бычков, 2007]. Последнее на фоне необходимости обнаружения более глубинных источников аномалий[1] влечет за собой пересмотр методики измерений с целью учета тонких особенностей гравитационных аномалий “малой кровью”, т. е. без усложнения математического аппарата, методик измерений и увеличения материально-технических затрат. Эти особенности можно “подсечь”, если задействовать дополнительную переменную — время.

В этом плане мировые “тренды” геофизических наблюдений постепенно тяготеют к непрерывному 4D мониторингу [Battaglia et al., 2008] исследуемой площади, изучая эволюцию гравитационного поля за время эксплуатации участка либо на протяжении интервала его резкой динамической активизации. Следует подчеркнуть, что в западной литературе [Geophysics, 2008] под термином “вариации силы тяжести" имеют в виду временную разность реальных аномалий на *ограниченных* площадях, источниками которых выступают объекты с быстроизменяемой глубинной динамикой, в то время как в отечественной литературе за этим понятием зарезервированы слабые квазипериодические флуктуации на *сверхдлинных* профилях, пересекающих области контрастных современных вертикальных движений блоков земной коры.

[1] Возможности методов регуляризации в решении задач построения сложных разрезов при современном уровне модельных представлений о геологической среде близки к технологическому пределу.

Сама идея мониторинга уже витала в воздухе [Лоссовский, 2006][2] и некоторые ее приложения в определенной степени иллюстрирует работа [Юргин, 2006]. Тем не менее, в указанных источниках не упоминается о необходимой, по нашему мнению, подоплеке мониторинга — вариациях силы тяжести в том понимании, которое в них заложено работами Г. Т. Собакаря, и их зависимости от ряда малоинтенсивных природных и техногенных факторов.

Применение *повторных* наблюдений в некоторой области в гравиметрии для нас сравнительно неново (его элементы применялись в создании региональных плотностных моделей Кавказа, о чем упоминается в работе [Алексидзе, 1985], а также [Юркина, 1978]), хотя *непрерывными* во времени их назвать трудно, в то время как в сейсмометрии это давно общепринято.

Отметим, что при организации любых высокоточных измерений, в которых сила тяжести — отдельный параметр, ее изменение следует обязательно исследовать и учитывать [Собакарь, 1972].

О вариациях силы тяжести. В работе [Собакарь, 1972] впервые в отечественной литературе проанализированы различные составляющие вариативной части гравитационного поля и выделены неприливные квазипериодические вариации (КПВ) силы тяжести (с амплитудой в пределах трех-пятикратной погрешности измерений). Для их измерений была создана новая методологическая (неоднородная модель Земли как в физико-химическом, так и в энергетическом плане), методическая (КПВ максимальны при пересечении разновозрастных тектонических структур и в областях контрастных современных вертикальных движений) и метрологическая (наблюдения на сети оптимальной плотности и конфигурации несколькими приборами с высоким коэффициентом надежности и сравнение градиентов КПВ и наблюденных аномалий) база.

Сами КПВ, очевидно, тесно связаны с эндогенными процессами формирования и развития плотностных неоднородностей земной коры и мантии, хотя не исчерпываются ими. В ходе перераспределения вещества внутри Земли меняется ее момент инерции, а как следствие — ротационный режим и сила тяжести. При этом перераспределении нарушается фигура равновесия Земли, что изменяет силу тяжести. В ходе изостатического восстановления фигуры равновесия сила тяжести снова меняется. Эта гамма процессов и генерирует КПВ силы тяжести Земли. Обратимая часть процессов создает периодическую часть вариаций, а необратимая часть — непериодическую часть вариаций, которая и формирует стационарное гравитационное поле Земли (гравианомалии).

М.В. Лубковым [Лубков, 2011] отмечена корреляция крупномасштабных плотностных неоднородностей мантии и приливных параметров Земли, характеризирующих ее приливное деформирование. Сами приливные параметры (так называемые числа Лява и Шида) находятся на основе расчета релаксационных амплитуд гравипотенциала на поверхности Земли и ее ядра. В связи с этим возможно наличие кросскорреляции КПВ и упомянутых динамических параметров Земли, что требует отдельного изучения.

Невзирая на слабую интенсивность, аномалии КПВ силы тяжести выявляются вполне уверенно вследствие особенностей поведения временной кривой КПВ и тесной обратно пропорциональной корреляции с кривыми вертикальных движений земной коры. Последнюю считают [Собакарь, 1972] следствием общности процессов в верхней мантии, влияющих на КПВ и вертикальные движения. Суммарная величина КПВ является суммой суперпозиций вариаций различного происхождения, знака, периода и амплитуды. Эта суммарная амплитуда в конечном итоге и определяет эволюцию гравитационного поля Земли, вызванную эволюцией неоднородностей ее коры и верхней мантии.

Ввиду сказанного, вариации силы тяжести следует учитывать в интерпретации результатов 4D гравиметрии — с целью введения соответствующих поправок в гравитационные съемки разных лет, в долговременную прецизионную топосъемку, уточнения реологии исследуемого участка и др.

Основа мониторинга. Определим основные понятия. Назовем *гравитационным мониторингом* ряд *периодически* повторяемых в реальном времени *непрерывных* на протяжении фиксированного временного отрезка (рис. 1) микрогравиметрических измерений гравитационного поля и обработку его данных с уче-

[2] С. 82 — "... если современные физико-математические теории строят и исследуют свои функциональные связи и последующие смысловые ряды на территории преимущественно *пространства*, то эксперимент зондирует пока еще не подвластное теории *время*".

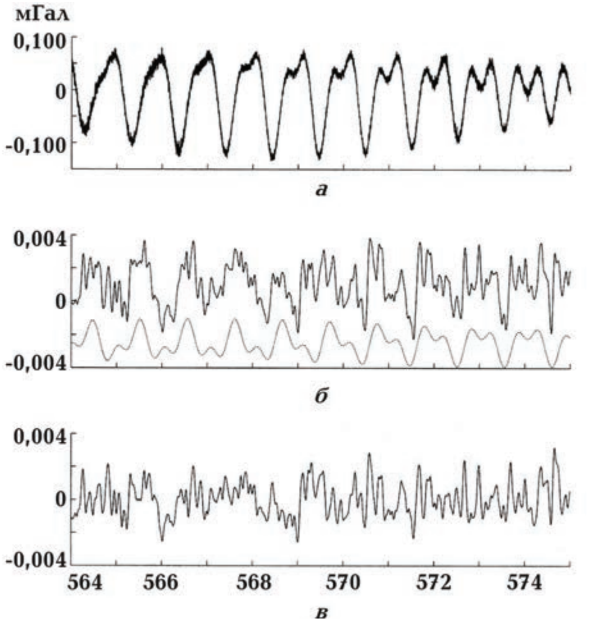


Рис. 1. 11-дневный ряд измерений силы тяжести: *а* — без фильтрации, *б* — с полосовой фильтрацией и *в* — с поправкой за приливный эффект.

том *влияния* окружающей среды и сферы применения.

Величина временного отрезка зависит от качества измерений, меры неопределенности результатов наблюдений, динамики (амплитуды и частоты) поля.

Физической основой гравиметрического мониторинга является непрерывная связь динамики гравитационного поля и параметров среды — ундуляциям сантиметрового диапазона соответствуют вариации силы тяжести в несколько мГал. Если деформация дневного рельефа определенного участка есть прямым следствием приповерхностного распределения масс, гравитационный мониторинг можно применять для исследования разуплотнения и флюидного режима этого участка.

Пространственное распределение вариаций вертикальной производной V_z потенциала силы тяжести *прямо коррелирует* с площадным распределением плотностей, а временные вариации V_z четко определяют вертикальные вариации насыщения флюидов.

Аппаратная основа мониторинга среды представляет собой совместные крупномасштабные измерения превышений рельефа по данным GPS и абсолютных значений силы тяжести (сотни стационарных пунктов на сотни км^2). Значительно дешевле обходится гравиметрия с относительным учетом силы тяжести, но ей присущи серьезные ограничения — привязка к опорной сети и необходимость синхронного учета "сползания нуля". Тем не менее, в наших условиях именно такие измерения при надлежащем методическом обеспечении имеют наибольшую перспективу. На некоторых участках возможно применять непрерывные измерения силы тяжести в скважинах, преобладающие в разрешающей способности наземную съемку благодаря большей близости к источникам и устранению приповерхностных влияний. Для компенсации влияния температуры и других внешних факторов используют некоторые наработки из аппаратурной базы морской гравиметрии.

О выделении слабого сигнала. В целом, в исследованиях, посвященных 4D гравимониторингу [Geophysics, 2008], отмечена амплитуда сигнала в диапазоне от 20 мГал [Williams-Jones et al., 2008] до 80 мГал [Gettings et al., 2008]. В границах действующих вулканов амплитуда сигнала возрастает до 300—600 мГал, а в пределах водных бассейнов ~ 200—250 мГал [Davis et al., 2008] при нелинейном учете "сползания нуля". Вследствие повторяемости измерений, фиксирующей невязку значений силы тяжести в точке наблюдений, можно оценить точность определения полезного сигнала на временном отрезке.

С целью выделения слабого сигнала на фоне помех в гравиметрии применяют методы корреляционного анализа и вычисление некоторых составляющих градиентов по прямым измерениям силы тяжести[3]. Авторы [Battaglia et al., 2008] выделяют полезный сигнал путем расчета разностной аномалии $\Delta g_d = \Delta g_m - \gamma h_z - \Delta g_{\text{def}} - \Delta g_w$, где Δ — разность между двумя соседними отсчетами во времени, $\gamma = -308{,}6$ мГал / м — поправка в свободном воздухе, h_z — вертикальное смещение (относительное поднятие—опускание), Δg_{def} — аномалия Буге деформации (вклад от изменения объема из-за сжатия среды вокруг источника, что подразумевает смещение плотностных границ в неоднородной среде); $\Delta g_w = 2\pi G \rho_w \varphi \delta_z = 42\varphi\delta_z$ — влияние грунтовых вод (действие гидротермального фактора). Кроме того, используется привязка к независимым наблюде-

[3] Точно так же, как в морской гравиметрической съемке применяют вычисление вертикальных и горизонтальных градиентов силы тяжести и их комплексную интерпретацию. Эта методика интерпретации опробована на морских нефтегазовых структурах [Юргин, 2006].

ниям на контрольном пункте, расположенном вблизи исследуемого участка.

Определенные улучшения слабого сигнала на фоне помех можно получить и путем статистической фильтрации влияния температурных флуктуаций с помощью алгоритмов с нечеткой логикой [Andò, Carbone, 2004]. Если не хватает длины ряда наблюдений, используют полиномиальную аппроксимацию низкого порядка [Bonvalot et al., 1998] с соответствующей "калибровкой" порядка полинома. Кроме того, используют сравнение результата фильтрации с данными, полученными с близкорасположенного контрольного пункта от участка наблюдений.

Примечательно, что как и в случае измерений КПВ силы тяжести, многие авторы [Geophysics, 2008] отмечают корреляцию слабого сигнала с вертикальными подвижками и, предполагая разночастотность напряженности поля силы тяжести и вариаций помех, применяют для усиления полезного сигнала частотную фильтрацию. Аналогию можно усмотреть опять же в морской гравиметрии. На равнинных участках сигнал имеет малый градиент, и такой подход, по нашему мнению, малоэффективен. В таком случае необходимо учитывать влияние помех иными методами — изменением геометрии сети наблюдений, временной фильтрацией, вычислением производных и т. п. [Собакарь, 1972].

О методике мониторинга. Выскажем некоторые соображения об организации мониторинга. Его методическую сторону, видимо, целесообразно основывать на достижениях [Собакарь, 1972], а изучение метрологических нюансов — на примере геодинамического полигона с готовой инфраструктурой и базой геофизических измерений (например, одного из использованных в исследованиях [Двуліт, 1999]). Так, для мониторинга условного месторождения необходима сеть детальной рядовой съемки масштаба 1 : 10 000 на ровном полигоне 10 × × 10 км^2 по стандартной методике с минимумом опорных пунктов. Согласно работе [Гравиразведка ..., 1990, с. 106], 21 профиль (по 20 точек с шагом 50 м) с контролем 30 % от общего количества рядовых точек (свыше 13 тыс. пунктов измерений). Организация полигона и наблюдения на указанной сети за месяц обойдутся приблизительно в 100 тыс. грн. без учета стоимости и амортизации аппаратуры и других накладных расходов.

Недостаток инфраструктуры и оборудования увеличит затраты на организацию мониторингового полигона на неопределенную стоимость. Использование цифровой регистрации позволит за счет упрощения схемы съемок обойти некоторые трудности в начальных этапах съемки и ускорить создание цифровой модели объекта. Выход из финансовотехнологического тупика — сотрудничество разных институтов с совместным использованием инструментария, персонала, методик и общим планом исследований на общем объекте (этим путем интегрированного мониторинга (collaborative gravity network) идут многие западные компании).

Следует отметить, что применение классической схемы измерений на *регулярной* сети пунктов и последующий перерасчет значений по известному интегралу Пуассона пригодно для региональных исследований [Davis et al., 2008], но в локальных условиях, где чаще всего применяют гравимониторинг [Болотнова, 2007], имеет ряд недостатков [Дубовенко, 2002]. К тому же, иногда по ряду причин, организация регулярной сети невозможна, а пересчет из нерегулярной сети на регулярную является задачей более сложного порядка, чем обратное восстановление строения среды по данным измерений.

Решение обратных задач гравиметрии с данными в псевдорегулярных сетях с применением моделей среды типа "бесконечный профиль" приводит к появлению плохо обусловленных систем линейных уравнений, генерирующих бессодержательные результаты. Ввиду этого и исходя из преимущественно краткой длины реальных профилей, целесообразен альтернативный подход.

Для интерпретации измерений на коротких профилях предложена система линейных интегральных уравнений с быстро убывающими ядрами [Дубовенко, 2002]:

$$S_{n+1}^{+}(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)} \times$$

$$\times \int_{-\infty}^{\infty} S_n^{+}(\xi) \left(\cosh \frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)} \right)^{-1} d\xi + S_n^{+}(x),$$

$$S_{n+1}^{-}(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)} \times$$

$$\times \int_{-\infty}^{\infty} S_n^{-}(\xi) \left(\mathrm{tgh} \frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)} \right)^{-1} d\xi + S_n^{-}(x),$$

$$\zeta_0(x) = S_0^+(x) + S_0^-(x) = v(x),$$

$$\zeta_0(x) = S_0^+(x) + S_0^-(x), \quad n = \overline{0, \infty}.$$

С учетом этого, методика, изложенная в работе [Болотнова, 2007], остается действенной в определенных условиях (региональный фон — полином 1-й степени; известны *плотности* и *положения* границ тяготеющих тел на поверхности; эти тела близки или имеют общие контакты). Она, в частности, предполагает построение пространственной плотностной модели среды в три этапа: разделение аномалий от тяготеющих тел и определение *эффективных* глубин их залегания и квазиплотности (нулевое приближение), определение *истинных* глубин и плотностей тел по решению плоской обратной задачи (первое приближение) и окончательное решение в среде ADG-3D.

Автором предлагается в методике [Болотнова, 2007] использовать программный комплекс [Старостенко и др., 2004], разработанный на основе работы [Старостенко, Легостаева, 1998], и подборку программ, полученную в исследовании [Дубовенко, 2002].

К интерпретации данных. Целью мониторинга является оценка глубины к источнику аномалий и изменения объема по данным деформации рельефа, которые требуют знания приповерхностного распределения масс (по данным гравиметрии). Деформации земной поверхности получают по данным спутниковой геодезии GPS, имеющих ряд преимуществ перед традиционными геодезическими методами[4]. Приповерхностные неоднородности строения среды (карсты, плавуны, зоны обводнения и разуплотнения), сложная структура площади (складчатость, солянокупольная тектоника, разломы), факторы поглощения полезного сигнала (температура, инструментальные влияния) ограничивают эффективность мониторинга, не снижая его практического значения.

В работе [Battaglia et al., 2008; Davis et al., 2008] не учтена особенность вариаций гравитационного поля: колебания величины его производных зависят от флуктуаций малоинтенсивных геофизических факторов (аномальных атмосферных масс (рис. 2), снеговых масс, уровня грунтовых вод, лесистости и изменений рельефа (рис. 3) вследствие техногенной

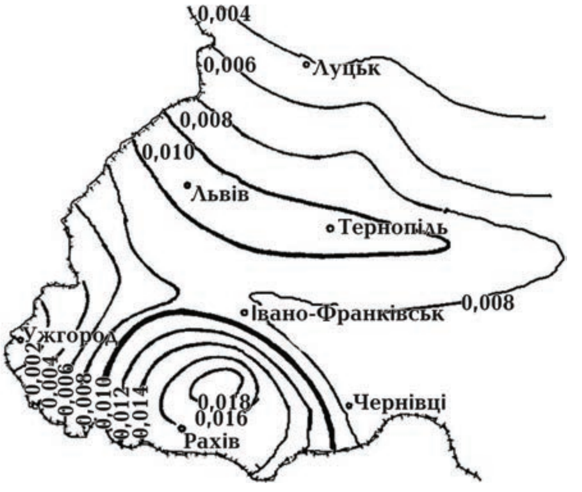


Рис. 2. Изменение гравиполя Западной Украины вследствие перемещения атмосферных масс [Двуліт, 1999].

деятельности [Двуліт, 1999]. Учитывать эти эффекты можно путем внесения соответствующих поправок при решении прямых задач гравиметрии на исследуемых территориях (предполагается, что вследствие длительного мониторинга участка приблизительно известно его строение).

К примеру, влияние притяжения атмосферных масс в центральной сферической зоне (сферическая трапеция $1^\circ \times 1^\circ$) вокруг пункта наблюдений на величину гравитационного поля определяет формула [Двуліт, 1999] $\delta g_0 = 0{,}269\,\Delta P$, где ΔP — аномалия атмосферно-

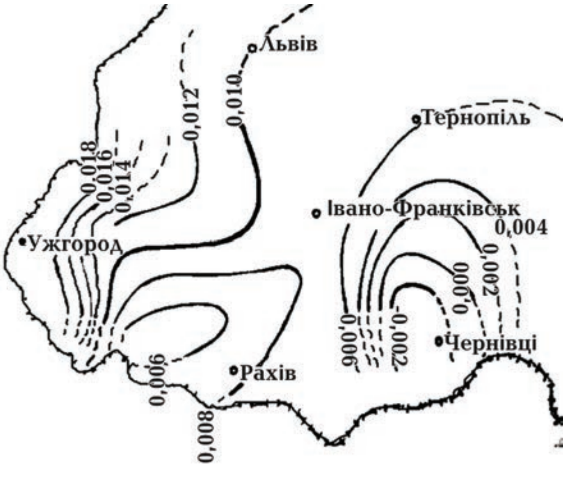


Рис. 3. Изменения гравиполя Западной Украины вследствие перемещения масс в недрах [Двуліт, 1999].

[4] Независимость от времени суток, погоды, автоматика, непрерывность, полнота, надежная привязка к сети.

го давления; влияние снеговых масс в той же центральной зоне равно $\delta g_0 = -2\pi f\sigma$, где σ — плотность снега; влияние уровня грунтовых вод на вариации Δg учитывает формула $\delta g \cong 2\pi f\sigma h$, где h — амплитуда колебания уровня вод; и, наконец, техногенное изменение рельефа — соотношение $\delta g = \gamma \cdot \Delta h / L$, где Δh — превышение между пунктами наблюдений за 1 год, L — расстояние между пунктами.

Необоснованное упрощение аналитических моделей среды с целью снижения неоднозначности истолкования во многих случаях является причиной неверных результатов вычислений геометрии источников, вертикального и латерального распределения плотностных неоднородностей, особенно в случаях, когда среда вокруг аномального источника далека от предположений об однородности. Надежное количественное истолкование динамики масс, например в мониторинге месторождений углеводородов, получают при *известной геометрии* тяготеющих тел (по данным сейсморазведки) и комплексной интерпретации поля силы тяжести и деформаций рельефа.

Требование максимального учета имеющейся априорной информации о среде предлагаем осуществлять двумя путями:

1) путем построения надлежащих модельных представлений (звездные области известной плотности внутри компактных множеств в банаховом пространстве данных);

2) добавлением в функционалы типа невязки в регуляризирующих алгоритмах некоторых стабилизаторов дифференциального вида, собственные функции которых совпадают о собственными функциями исходных операторов.

Обоснование п. 1 осуществлено в работе [Дубовенко, 2002], а п. 2 — в работе [Черная, 1999]. Решение конкретных обратных задач методом регуляризации осуществляется по алгоритмам, изложенных в работе [Тихонов и др., 1983] и подобных им — на основе разработок [Дубовенко, 2002; Старостенко и др., 2004].

О применении мониторинга. Повторяемые измерения гравитационного поля применяются в геодезии, сейсмологии и вулканологии (комплексное определение предвестников землетрясений и извержений), для мониторинга флюидной динамики водных бассейнов (рис. 4), месторождений и подземных хранилищ углеводородов в процессе их эксплуатации. При коррекции методики результаты мониторинга можно распространить и на сферу применения КПВ, указанную в работе [Собакарь, 1972].

При сравнении данных гравимониторинга месторождения и его аналитической модели обнаруживаемое отклонение наблюденного поля от модели добычи является сигналом к детальному изучению месторождения методами ГИС и сейсмометрии. Из решения обратной задачи гравиметрии по данным мониторинга можно восстановить *общую* картину вариаций плотности (снижение Δg обозначает уменьшение объема углеводородов вследствие их добычи и опускание газонефтяного контакта, увеличение Δg — поднятие уровня пластовых вод), но не абсолютные значения плотностей.

Гравитационный мониторинг миграции CO_2 в месторождениях углеводородов основан на снижении их объемной плотности при нагнетании CO_2 в месторождение. Так, согласно [Gasperikova, Hoversten, 2008], ожнокилометровый фронт флюида CO_2 внутри 20-метрового пласта соли на глубине 1,9 км в условиях 30 % насыщения CO_2 и 70 % насыщения раствором соли генерирует на поверхности гравианомалию 10 мГал. Решение прямой пространственной задачи с помощью [Старостенко и др., 2004] позволяет по данным микрогравиметрического мониторинга в процессе нагнетания жидкостей в подземные хранилища выявить их распределение и характер миграции по распределению плотностей.

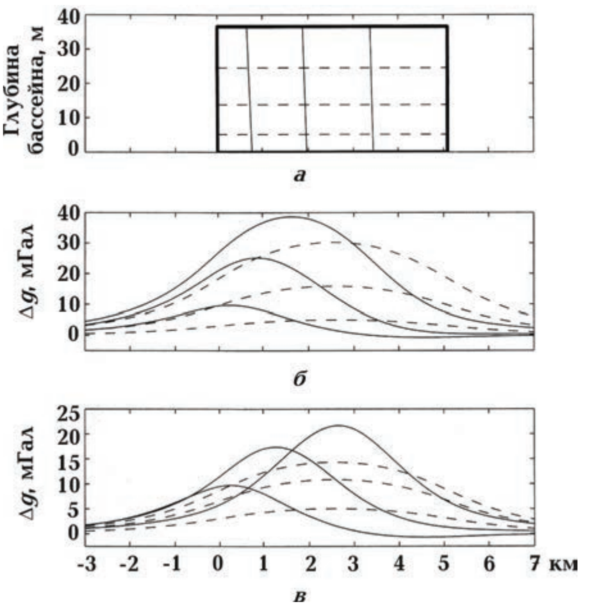


Рис. 4. Разрез бассейна с речными уровнями воды и соответствующие вариации силы тяжести.

Большие перспективы имеет решение сопряженной обратной задачи — истолкование временных вариаций гравианомалий, возникающих вследствие изменения положения водонефтяного контакта либо уровня пластовых вод в недрах либо скважинах. Его можно использовать как недорогой способ гравитационного мониторинга подземных экосистем мегаполисов и решения иных геоэкологических задач (отслеживании последствий наводнений, оползней, динамики загрязнений подземных бассейнов и т. п.).

Выражаем искреннюю благодарность академику В.И. Старостенко за глубокую дискуссию, содействовавшую значительному углублению и пониманию вопросов данной статьи.

Список литературы

Алексидзе М. А. Решение некоторых основных задач гравиметрии. — Тбилиси: Мецниереба, 1985. — 412 с.

Болотнова Л. А. Эколого-геологическое изучение состояния геологической среды урбанизированных территорий: геофизический аспект / В.В. Филатов, Л.А. Болотнова // IX геофиз. чтения им. В. В. Федынского. 1—3 марта 2007 г.: тез. докл. — Воронеж, 2007. — С. 43—44.

Бычков С.Г. К вопросу о вычислении аномалий силы тяжести в редукции Буге // IX геофиз. чтения им. В.В. Федынского. 1—3 марта 2007 г.: тез. докл. — Воронеж, 2007. — С. 73—77.

Двуліт П. Д. Методи врахування впливу геофізичних факторів на варіації гравітаційного поля Землі: Дис. ... д-ра техн. наук: 05.24.01. — Львів, 1999. — 225 с.

Дубовенко Ю. І. Відновлення контактної границі в шаруватому середовищі // Геофиз. журн. — 2002. — **24**, № 6. — С. 36—41.

Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. — 2-е изд. — Москва: Недра, 1990. — 607 с.

Лоссовский Е.К. О философии чистой априорной математики как главного конструктивного опорного раздела современного теоретического естествознания: обзор // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 2. — С. 80—93.

Лубков М.В. О влиянии крупномасштабных неоднородностей мантии на суточные числа Лява // Геофиз. журн. — 2011. — **33**, № 2. — С. 129—134.

Тихонов А.Н., Гоначарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. — Москва: Наука, 1983. — 200 с.

Собакарь Г.Т. Квазипериодические вариации силы тяжести Земли, их природа и научно-прикладное значение // Геофиз. сб. АН УССР. — Вып. 46. — 1972. — С. 31—42.

Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Павлюк Е.В., Шарыпанов В.М. Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами 1-го рода и визуализации в интерактивном режиме 3-мерных геофизических моделей и их полей // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 1. — С. 3—13.

Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. — 1998. — № 12. — С. 31—44.

Черная О.А. Исследование обратных задач теории логарифмического потенциала для тел, близких к заданным: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук / ИГФ НАН Украины. — Киев, 1999. — 26 с.

Юргин О.В. Высокоточная гравиразведка при измерении гравитационных эффектов малоглубинного происхождения: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. — Пермь, 2006. — 26 с.

Юркина М.И. Определение измерений гравитационного поля и вертикальных движений земной коры по повторным гравиметрическим и нивелирным наблюдениям // Геодезия и картография. — Москва, 1978. — № 4. — С. 30—35.

Andò B., Carbone D. A test on a neuro-fuzzy algorithm used to reduce continuous gravity records for the effect of meteorological parameters // Physics of the Earth and planetary interiors. — 2004. — **142**. — P. 37—47.

Battaglia M., Gottsmann J., Carbone D., Fernandez J. 4D volcano gravimetry // Geophysics. — 2008. — **73**, №. 6. — P. WA3—WA18.

Bonvalot S., Diament M., Gabalda G. Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters:

a promising tool for monitoring active zones // Geophys. J. Int. — 1998. — **135**. — P. 470—494.

Davis K., Li Y., Batzle M. Time-lapse gravity monitoring: a systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery // Geophysics. — 2008. — **73**, № 6. — P. WA61—WA69.

Gasperikova E., Hoversten G. M. Gravity monitoring of CO_2 movement during sequestration: model studies // Geophysics. — 2008. — **73**, № 6. — P. WA105—WA112.

Geophysics. — 2008. — **73**, № 6. Special Section. — P. WA1—WA180.

Gettings P., Chapman D. S., Allis R. Techniques, analysis and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment // Geophysics. — 2008. — **73**, № 6. — P. WA71—WA82.

Williams-Jones G., Rymer H., Mauri G., Gottsmann J., Poland M., Carbone D. Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes // Geophysics. — 2008. — **73**, № 6. — P. WA19—WA28.